

BALANÇ GEOQUÍMIC I GÈNESI DE *TERRES ROSSES*

per

J. BASTIDA CUAIRÁN i A. M. LÓPEZ BUENDÍA

Departament de Geologia
Universitat de València (Estudi General)

RESUM

S'hi analitza l'origen d'un tipus de sòl molt freqüent als Països Catalans: els sòls rojos sobre roques carbonatades. Amb aquesta finalitat, s'utilitza com a eina l'anàlisi química del sòl respecte a la seua suposada roca mare, considerant els elements immòbils (Al_2O_3 i TiO_2). L'estudi posa de manifest el caràcter de paleosòls d'aquests materials.

INTRODUCCIÓ

Els sòls rojos desenvolupats sobre roques carbonatades, tan freqüentment als Països Catalans, constitueixen uns dipòsits fàcilment identificables i que han cridat l'atenció d'edafòlegs i geòlegs; per als primers, com a conseqüència de la seua extensió a l'àrea mediterrània, i per als segons, per la seua relació amb la fenomenologia càrstica i amb la gènesi dels dipòsits d'alumini.

Entenem que aquest objecte d'estudi ens permetrà mostrar d'una manera senzilla la utilització de dades de composició química per traure'n conclusions relatives a l'origen d'un determinat dipòsit i a la seua edat.

Atès que aquesta comunicació es presenta dins el marc d'un cicle de xerrades destinades no solament a edafòlegs, agrònoms i geòlegs, sinó també a físics i químics, començarem per precisar el sentit dels termes que figuren en el títol de la comunicació.

Segons el diccionari de l'*American Geological Institute* (BATES & JACKSON, 1987), la denominació de *terra rossa* s'aplica a un sòl rogenç o marró residual sobrejacent a roques calcàries, típicament a les àrees càrstiques de l'entorn de l'Adriàtic sota condicions de clima mediterrani. Es

presenten amb vegetació de tipus màquia, i són considerats com a tipus de sòl pels edafòlegs i com a formació geològica pels geòlegs.

Hem de significar que utilitzarem el terme en aquest darrer sentit, és a dir, com un conjunt de materials formats en ambients geològics relacionats.

Quan parlem de gènesi d'un determinat dipòsit residual, fem referència al seu origen, i el nostre interès se centra en *on*, *com* i *quan* ha tingut la seua formació. Val a dir que en geologia és fonamental la situació geogràfica del problema que permeti una adequada situació geostructural i geotectònica.

Respondre al *com* implica estudiar la roca mare del dipòsit i establir altres condicions com és ara l'altitud, les condicions topogràfiques i climatològiques, els mecanismes de transport –si s'escau–, etc. Nosaltres ens plentegem ací exclusivament la naturalesa de la roca mare.

Recordem que la geoquímica és una ciència geològica que té per objecte l'estudi de la distribució dels elements a la Terra.

Balanç equival a “comparació”, i s'usa en el sentit de comparar continguts en elements químics del dipòsit en qüestió i de la seua suposada roca mare.

Finalment, pel que fa al *quan*, cal dir que és una pregunta fonamental en geologia. Per establir l'edat d'un determinat dipòsit es recorre a la cronologia relativa (naturalesa dels fòssils presents, principis de correlació i, en el cas de dipòsits recents, relació amb restes arqueològiques), o bé a la datació absoluta.

TERRES ROSSES I DIPÒSITS DE BAUXITES

Per a alguns dipòsits de bauxites de tipus Jamaica, s'ha considerat que les terres rosses constituïen un pas intermedi en la formació del jaciment.

Tanmateix, el fet que un dipòsit residual es trobi sobre roques carbonàtiques no implica necessàriament que s'haja format a partir d'aquestes, ja que es podria tractar d'un dipòsit al·lòcton, originat a partir de roques de naturalesa diferent.

La taula 1 recull anàlisis químiques representatives de roques carbonatades. En calcàries argiloses i margues hi pot haver continguts elevats en Al_2O_3 , però tret d'aquests caos, els valors solen ser inferiors a l'1 %.

La taula 2 presenta anàlisis representatives de roques argiloses. Els continguts en Al_2O_3 hi són generalment inferiors al 10 %.

Les bauxites presenten continguts en Al_2O_3 superiors al 40 %; per això, l'explicació de l'origen d'una tal concentració de Al_2O_3 a partir de roques carbonatades no resulta gens evident. A aquest efecte, s'invoquen dues vies.

Taula 1. Anàlisi químiques de calcàries representatives.

- A. Anàlisi de 345 calcàries (segons CLARKE, 1924).
 B. Calcària de Juliana (LOUGHLIN, 1929, in PETTIJOHON, 1975).
 C. Calcària crinoïdal de Brassfield, Ohio (STOUT, 1941, in PETTIJOHON, 1975).
 D. Calcària dolomítica de Solenhofen (CLARKE, 1924, in PETTIJOHON, 1975).
 E. Calcària litogràfica de Solenhofen (CLARKE, 1924, in PETTIJOHON, 1975).
 F. Calcària margosa de Columbia County, Ohio (STOUT & LAMBORT, 1924, in PETTIJOHON, 1975).
 G. Creta de Fort Hays, Kansas (RUNNELS & DOBINS, 1949, in PETTIJOHON, 1975).
 H. Travertí de Yellowstone, Wyoming (CLARKE, 1924, in PETTIJOHON, 1975).

Constituent	A	B	C	D	E	F	G	H
Si ₂	5,19	0,70	7,41	2,55	1,15	13,80	2,38	0,09
TiO ₂	0,06	—	0,14	0,02	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,81	0,68	1,55	0,23	0,45	7,00	1,57 ^c	—
Fe ₂ * ₃	—	0,08	0,70	0,02	—	4,55	0,56	—
	0,54	—	—	—	—	—	—	0,11
FeO	—	—	1,20	0,18	0,26	—	—	—
MnO	0,05	—	0,15	0,04	—	0,29	—	—
MgO	7,90	0,59	2,70	7,07	0,56	1,32	0,59	0,35
CaO	42,61	54,54	45,44	45,65	53,80	38,35	52,48	55,37
Na ₂ O	0,05	0,16	0,15	0,01	—	2,61	—	—
	—	—	—	—	0,07	—	—	—
K ₂ O	0,33	no n'hi ha	0,25	0,03	—	0,86	—	0,04
H ₂ O ⁺	0,56 ^a	—	0,38	0,05	0,69	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	0,32
H ₂ O ⁻	0,21	—	0,30	0,18	0,23	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	—	0,16	0,04	—	0,25	no n'hi ha	—
CO ₂	41,58	42,90	39,27	43,60	42,69	31,31	41,85 ^f	43,11
SO ₂	0,05	0,06	0,02	0,03	no n'hi ha	—	—	0,44
Cl	0,02	—	—	—	—	—	—	—
S	0,09	0,25	0,25	0,30	—	no n'hi hano n'hi ha	—	—
BaO	—	—	no n'hi ha	0,01	—	—	—	—
SrO	—	—	no n'hi ha	0,01	—	—	—	—
Li ₂ O	traces	—	—	—	—	—	—	—
Orgànic	—	traces	0,09 ^c	0,04	—	—	—	0,17
Total	100,09	99,96	100,16	100,04	99,90	100,34	98,84	100,10

La primera via és anomenada *via laterita*: el dipòsit de bauxita es generaria per alteració de roques silico-aluminoses. Així, als jaciments de Surinam, les roques mares van ser granits, esquistos, argiles i sorres.

Per a l'altra via, anomenada *via terra rossa*, l'alteració d'importants

Taula 2. Anàlisis químiques mitjanes d'argiles de distintes formacions geològiques (PETTIJOHON, 1975).

- A. Composició mitjana d'argila (CLARKE, 1924)
 B. Composició mitjana de 27 lutites del Mesozoic i del Cenozoic (CLARKE, 1924)
 C. Composició mitjana de 51 lutites del Paleozoic (CLARKE, 1924)
 D. Composició mitjana de 36 lutites del Paleozoic, Mesozoic i del Precàmbric (ECKEL, 1904).
 E. Composició mitjana de 33 lutites del Precàmbric (NANZ, 1953).
 F. Mitjana de 235 anàlisis d'argiles del delta del Mississipi (CLARKE, 1924)

Constituent	A	B	C	D	E	F
Si ₂	58,10	55,43	60,15	60,64	56,30	69,96
TiO ₂	0,65	0,46	0,76	0,73	0,77	0,59
Al ₂ O ₃	15,40	13,84	16,45	17,32	17,24	10,52
Fe ₂ * ₃	4,02	4,00	4,04	2,25	3,83	
						0,11
FeO	2,45	1,74	2,90	3,66	5,09	
MnO	—	traces	traces	—	0,10	0,06
MgO	2,44	2,67	2,32	2,60	2,54	1,41
CaO	3,11	5,96	1,41	1,54	1,00	2,17
Na ₂ O	1,30	1,80	1,01	1,19	1,23	1,51
K ₂ O	3,24	2,67	3,60	3,69	3,79	2,30
H ₂ O ⁺		3,45	3,82	3,51	3,31	1,96
	5,00					
H ₂ O ⁻		2,11	0,89	0,62	0,38	3,78
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,15	—	0,14	0,18
CO ₂	2,63	4,62	1,46	1,47	0,84	1,40
SO ₂	0,64	0,78	0,58	—	0,28	0,03
Cl	—	—	—	—	—	0,30
Orgànic	0,80	0,69	0,88	—	1,18	0,66
Misc.	—	0,06 ^c	0,04 ^c	0,38	1,98	0,32
Total	99,95	100,48	100,46	99,60	100,00	100,62

masses de roques carbonatades donaria lloc a un producte intermedi, denominat *terra rossa*, l'alteració posterior del qual originaria la bauxita.

El concepte de *terra rossa* i la gènesi de bauxita per aquesta via es discutiran després amb més detall. Però, per començar, direm que, en principi, sembla més fàcil explicar la formació de bauxita per via laterita, si s'admet l'existència prèvia d'uns materials silico-aluminosos i la seua alteració en unes condicions climàtiques adequades.

ELS JACIMENTS DE BAUXITES DE JAMAICA

Els descriuem per fer una primera aproximació al problema de la gènesi de concentracions de Al sobre roques carbonatades.

Aquests jaciments es presenten com a bosses sobre calcàries extraordinàriament blanques de l'oligocè. El seu potencial com a mena fou descobert per l'agrònom britànic Innes durant una catalogació dels sòls de l'illa l'any 1938, i fou a l'inici de la Segona Guerra Mundial que en va ser impulsada l'explotació.

Les bauxites presenten continguts en Al_2O_3 del 45 al 50 %, en SiO_2 del 17 al 22 % i en Fe_2O_3 del 2,4 al 2,6 %.

A la figura I es recull la situació geogràfica i estratigràfica dels jaciments (ZANS, 1952; DIXON, 1979).

D'acord amb Zans (1952), a la base del miocè se situa un període d'emersió. L'origen de la bauxita es trobaria en un material argilenc aluminós i ferrífer, subjecte a un clima tropical o subtropical.

El problema és l'origen del material argilenc primari. Per a la teoria de la terra rossa, aquest material coincidiria amb el residu insoluble de la calcària; ara bé, atès que el residu de la calcària oligocena és el 0,2 %, es faria necessari un extraordinari volum de roca. Però això no era plausible, malgrat que els elements traça en la bauxita eren consistents amb els del residu insoluble. Així doncs, es va suggerir que, donada la coincidència entre el període d'emersió i les fases volcàniques del miocè mitjà en l'arc del Carib, el material silico-aluminós podria haver estat constituït per cendres volcàniques.

La impossibilitat de l'obtenció del dipòsit de bauxita a partir del residu soluble s'il·lustra tot seguit amb un càlcul senzill.

El contingut en Al_2O_3 d'una unitat o formació M_A és donat per $M_A = Vra$, on V és el seu volum, r la densitat i a el seu contingut en Al_2O_3 (en tant per un).

Passem a considerar ara el cas d'un dipòsit de bauxita de l'illa, el del districte Mile Guhy. Anomenem M_{ABAUX} el seu contingut en Al_2O_3 i $V = 50 \text{ m} \times S \text{ m}^2$ el seu volum, en què S és la seua superfície i 50 m el gruix mitjà:

$$M_{\text{ABAUX}} = 50 \text{ m} \times S \times 2 \text{ t/m}^3 \times 0,4 = 40 S$$

on s'ha considerat una densitat de 2 t/m^3 i un contingut en Al_2O_3 del 0,4 %.

Suposant que s'hagués generat a partir d'un determinat volum de calcària situat sobre la superfície mateix, amb un contingut en Al_2O_3 :

$$M_{\text{ARC}} = H \times S \times 2 \text{ t/m}^3 \times 0,002$$

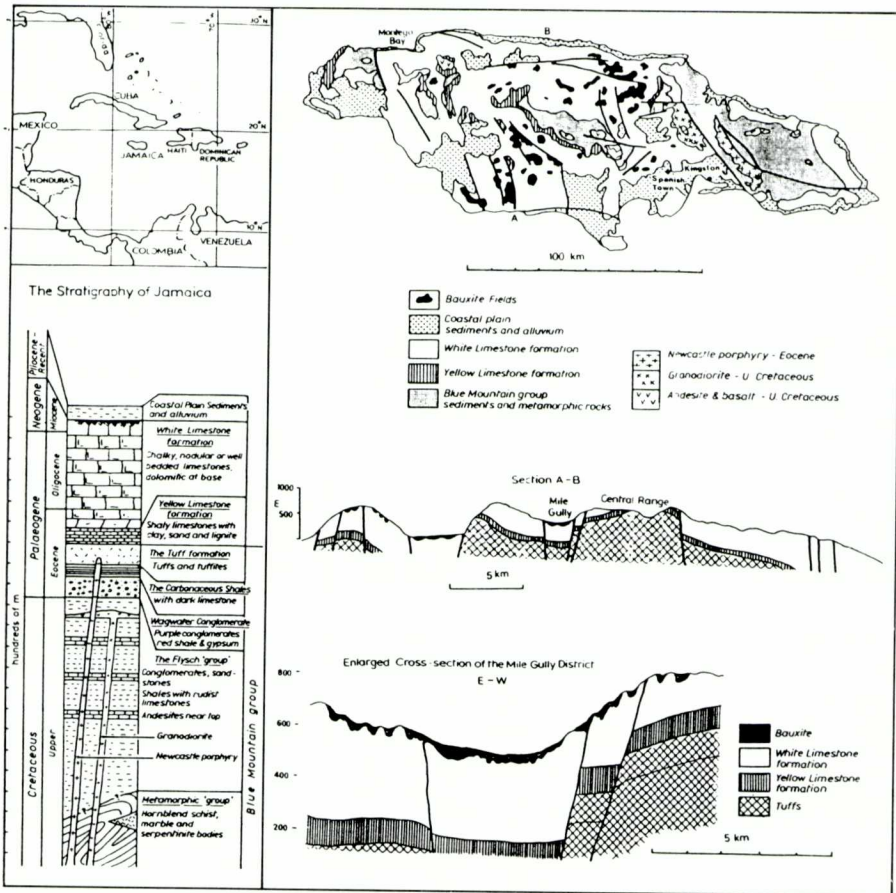


Figura 1. Geologia dels jaciments de bauxita a Jamaica (DIXON, 1979; modificat).

on s'ha atribuït a la calcària una densitat de 2 t/m^3 i un contingut en Al_2O_3 del 0,2 % (cosa que és exagerada, ja que el residu és del 0,2 %).

Igualant M_{ABAUX} amb M_{ARC} obtenim que $40 S = 0,002 \times H \times S$, és a dir, $H = 10.000 \text{ m}$, que seria l'altura equivalent de la formació carbonatada.

El volum del massís generador seria $V = H \times S = 10.000 S$, on S seria, aproximadament, $5 \times 10 \text{ km}^2$. Suposem que aquest volum corresponga a una potència de 10 m de roca alterada i a una superfície S' mil vegades més gran, és a dir 50.000 km^2 , que seria sis vegades la superfície del massís de calcària oligocena. Si consideràvem tots els dipòsits de bauxita de l'illa, s'obndria una relació de superfícies semblant, per bé que en el càlcul es considerés un massís calcari de 100 m d'altura.

GÈNESI DE BAUXITES VIA TERRA ROSSA

A pesar que resulta impracticable aplicar-la al cas de Jamaica, la teoria de la terra rossa s'ha aplicat amb més o menys justificació a molts jaciments. Fou Dolfuss (1904) qui la va proposar per a les bauxites de França, mentre que Tucan (1912) l'aplicà en dipòsits de Iugoslàvia. La forta personalitat de Lapparent estengué la teoria a tots els jaciments de bauxita de França (Lapparent, 1930). Weisse (1964) va estendre la validesa d'aquesta via genètica a totes les bauxites.

La teoria fou concretada i documentada per Maric (1964, 1966, 1969) a Iugoslàvia. D'acord amb la concreció de la teoriaa per aquest autor, es parteix d'una roca mare constituïda per calcàries i dolomies amb un contingut determinat en minerals antigens; la carstificació en condicions continentals, amb la influència de la matèria orgànica dels sòls, i en condicions de pH entre 4,5 i 8,5, dóna lloc a dipòsits argilosos de terra rossa, els quals, per dessilicilicació, evolucionaren als productes anomenats *saldame* i *bauxita*. En el cas documentat per Maric, la dessilicilicació és activa avui en les fonts del massís, amb unes aportacions mesurades de 100 t/any de SiO₂.

EL CONCEPTE GEOLÒGIC DE TERRA ROSSA

Tucan (1912), mitjançant microscòpia de polarització i anàlisi química, identificà tots els minerals de les terres rosses de Iugoslàvia en el residu de les calcàries (incloent-hi gibbsita i boehmita!).

Weisse (1948) va definir els dipòsits de terra rossa com a dipòsits argilosos caracteritzats per un coeficient K_i de Harrasowitz (1926) comprès entre 0,5 i 2 ($K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 1,7$; en bauxites, pren valors inferiors a 0,5; en caolinita, igual a 2, i en els residus de les calcàries, és inferior a 2).

Per a aquest autor, existia una transició gradual dels residus de la roca carbonatada a la bauxita, i les parts més argiloses dels dipòsits, les va denominar terres rosses, la qual cosa és imprecisa, ja que la composició de les terres rosses i de les argiles bauxítiques és diferent (Bardossy, 1982).

Segons Niggli (1952), la composició més freqüent en terres rosses presentava els valors següents: Al₂O₃, 10-40 %; SiO₂, 20-60 %; Fe₂O₃, 5-17 %; TiO₂, 1-3 %; PF (1.000 °C), 7-20 %.

Maric (1964, 1968, 1972) estudià les terres rosses de Iugoslàvia i recull (MARIC, 1968) en alguns casos la presència de norstrandita. Aplicant separació per densitats i analitzant la fracció lleugera, hi identificà gibbsita i norstrandita.

Wall *et al.* (1962) també identificaren norstrandita en terres rosses de Borneo.

Maric (1968) va atribuir la presència de norstrandita i gibbsita al fet que en la meteorització superficial de la calcària, una part del contingut en Al va passar a una solució iònica o col·loïdal que precipitava lentament en infiltrar-se en la terra rossa, en superfície i a un pH de 8,5 (associació gibbsita més norstrandita), mentre que a l'estiu, en un medi molt més pobre en aigua, es formaria boehmita en comptes d'aquestes fases.

En les taules 3, 4 i 5 (segons dades de Maric), s'inclouen diverses anàlisis de terres rosses de Iugoslàvia, i en la taula 6, de terres rosses d'Hongria (BARDOSSY, 1968).

D'aquest repàs bibliogràfic a la composició químic-mineralògica de les terres rosses en la seua àrea de definició, en podem extraure les conclusions següents (BARDOSSY, 1982):

1. Les terres rosses són materials diferents de les argiles bauxítiques i bauxites argiloses dels jaciments de bauxita, ja que presenten una composició mineralògica diferent.
2. La composició de les terres rosses és molt variada.
3. Aquesta composició difereix de la d'altres lutites sedimentàries, i es caracteritza per la presència de gibbsita i norstrandita.

ELS DIPÒSITS DE TERRA ROSSA DEL MASSÍS DEL MONDÚVER

Si bé l'àmbit de definició dels dipòsits de terra rossa és l'àrea periadriàtica, en tota la regió mediterrània és molt freqüent la presència de sòls i materials lutítics rogencs o marrons-rogencs sobre materials calcaris i com a farciments càrstics.

La denominació de terres rosses per a sòls d'aquesta naturalesa a Catalunya la podem trobar ja en Huguet del Villar (1930), per a sòls que, segons la denominació FAO (1968), quedarien integrats en luvisòls i acrisòls.

En la present comunicació no s'abordarà l'estudi edafològic d'aquests sòls. En Soriano (1988) es descriuen els luvisòls del massís de Mondúver; en Guerra (1972) s'analitza la classificació edafològica dels sòls rojos en general i dels sòls rojos desenvolupats sobre materials calcaris en particular.

El massís del Mondúver és situat a l'extrem sud-oriental de la serralada ibèrica, immediatament al nord de l'anomenada falla sud-valenciana corresponent al front més septentrional d'encavalcament de les serralades bètiques, i constitueix l'extrem nord-oriental de la unitat hidrogeològica de serra Grossa (de PULIDO, 1979).

Taula 3. Anàlisis químiques de terres rosses de Iugoslàvia, segons Maric (1964).

Localitat de mostreig	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	±H ₂ O	Total
Jelenje	24,38	47,89	12,63	0,96	1,18	0,58	n.a.	n.a.	0,32	n.a.	n.a.	0,39	11,86	100,19
Ogulin	37,88	25,87	14,28	1,75	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20,21	99,99
Zadar	23,28	50,41	8,60	n.a.	n.a.	1,78	1,22	0,61	1,09	0,11	0,04	0,10	11,46	98,70
Šibenik	19,99	49,66	6,92	0,92	0,25	1,05	1,22	n.a.	1,19	n.a.	n.a.	n.a.	19,31	100,51
Čitluk	16,47	50,10	7,36	n.a.	n.a.	1,32	0,54	0,58	1,32	0,17	0,01	n.a.	11,54	89,41
Budva	16,72	56,06	7,36	n.a.	n.a.	1,16	0,72	1,12	1,48	0,22	0,02	n.a.	14,54	99,40
Lin (Albània)	25,34	38,95	12,90	n.a.	n.a.	2,26	1,63	0,52	1,06	0,11	0,13	n.a.	16,28	99,18
Koprivno (Split)	20,02	52,02	5,60	0,72	1,10	1,12	0,88	0,50	0,75	n.a.	n.a.	n.a.	17,20	99,91
Koprivno (Split)	25,58	48,86	10,63	0,90	0,49	0,89	0,64	1,45	1,09	n.a.	n.a.	n.a.	15,43	105,96
Crikvenica	21,11	49,79	8,89	0,58	0,08	1,65	1,49	0,36	1,39	0,17	n.a.	1,20	13,61	100,32
Balići (Istra)	26,46	40,78	11,57	1,05	n.a.	0,17	0,31	1,70	0,87	n.a.	n.a.	n.a.	9,25	92,16
Golestrana (Ogulin)														

n.a. = no analitzat

Taula 4. Composició mineralògica i química de terres rosses de Iugoslàvia, segons Maric (1964).

Localitat de mostreig	Quartz	Kaolinite	Illite	Chlorite	Gibbsite	Boehmite	Goethite	X-ray amorphous phase
Crikvenica	40-50	15-20	<5	traces(?)	<5	–	<5	traces
Balići (Istra)	20-30	20-30	<5	20-30	?	<5	15-20	10-20
Koprivno (Split) núm. 1	40-50	20-30	5-10	5-10	<5	–	5-10	20-30
Koprivno (Split) núm. 2	15-20	20-30	<5	<5	20-30	–	5-10	–

Taula 5. Anàlisis químiques de terres rosses de Iugoslàvia, segons WEISSE (1948).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Composició química</i>										
Al ₂ O ₃	22,31	21,66	19,53		40,75	17,66	23,03	25,22	21,00	21,63
SiO ₂	38,61	50,74	48,77		23,65	49,47	46,93	49,85	55,05	54,93
Fe ₂ O ₃	12,87	8,82	10,62		6,50	10,40	2,39	4,02	7,53	7,55
FeO	n.a.	n.a.	n.a.		0,30	0,60	0,75	0,85	n.a.	n.a.
TiO ₂	1,44	1,03	1,05		1,74	1,04	1,09	1,04	1,10	1,14
MnO	n.a.	n.a.	n.a.		0,33	0,17	0,15	0,16	0,14	0,15
CaO	1,25	0,36	0,58		1,30	1,40	3,11	1,40	0,47	0,74
MgO	1,57	0,77	2,00		0,75	1,95	2,74	1,28	1,99	1,42
Na ₂ O	0,57	0,19	0,27		1,81	1,07	1,42	0,78	1,34	1,35
K ₂ O	1,71	1,51	2,26		1,73	2,50	2,12	2,02	2,36	2,33
P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.		0,23	0,27	0,40	0,22	0,28	0,05
+H ₂ O	14,48	10,19	10,38		18,45	9,22	12,66	9,01	7,24	7,02
–H ₂ O	5,12	4,64	4,38		2,42	4,36	3,60	4,04	1,01	1,27
Total:	99,93	99,91	99,84		99,96	100,11	100,39	99,89	99,51	99,58
<i>Composició mineral</i>										
Gibbsite	4,2	5,0		3,0	36,6	–	–	–	–	–
Nordstrandite	9,0	5,5		–	–	1,1	–	–	–	–
Boehmite	–	–		–	1,0	–	–	–	–	–
Kaolinite (+sудоite)	17,2	17,4		18,0	30,2	18,2	32,6	32,9	–	–
Trioctahedral chlorite	4,5	3,7		3,2	3,6	11,0	12,5	11,1	–	–
Illite	29,9	26,7		34,3	14,3	32,0	31,0	29,5	–	–
Plagioclase	6,8	4,7		4,0	3,1	9,0	7,0	7,6	–	–
Quartz	11,4	24,9		25,8	–	14,6	11,2	12,8	–	–
Haematite	–	–		–	–	–	0,5	0,3	–	–
Goethite	5,6	5,0		4,0	7,8	2,4	2,3	1,2	–	–
X-ray amorphous limonite	8,8	4,5		5,5	–	9,3	–	–	–	–
Anatase	0,8	0,6		1,6	1,7	1,0	1,1	1,0	–	–
Rutile	0,7	0,5		–	–	–	–	–	–	–
Calcite	–	–		–	1,2	0,4	0,6	–	–	–
Organic matter	1,0	1,4		0,4	0,1	0,2	0,3	0,3	–	–
Total:	99,9	99,9		99,8	99,6	99,2	99,1	99,4	–	–

Taula 6. Composició mineralògica i química de terres rosses i de còdols de bauxita de Jósavo, Hongria (BARDOSSY, 1982).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Composició química</i>												
Al ₂ O ₃	30,18	19,85	20,80	19,75	20,63	18,59	30,04	29,05	29,25	24,79	16,22	13,57
SiO ₂	40,37	55,38	49,50	54,68	55,27	67,81	4,27	4,25	4,46	7,11	12,29	11,72
Fe ₂ O ₃	11,04	7,65	8,45	6,98	7,78	2,37	45,49	48,00	42,07	47,34	58,36	48,22
FeO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,26	0,17	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,24
TiO ₂	0,67	0,94	0,67	0,75	0,84	0,38	0,30	0,95	0,94	0,76	1,16	0,51
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,09	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,12
CaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,48	0,24	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,35
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,99	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,25
Na ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,12	0,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,04
K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,60	0,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,32
P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,06	0,29	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,62
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00
+H ₂ O	15,08	11,80	13,77	12,75	11,57	4,81	18,19	18,06	22,32	19,05	11,38	16,41
-H ₂ O	2,67	3,19	3,12	2,91	3,04	1,08	1,02	0,75	0,56	0,61	1,27	1,37
Total:	100,01	98,81	96,31	97,82	99,13	99,64	100,36	101,06	99,60	99,66	100,68	99,74
<i>Composició mineral</i>												
Gibbsite	0,8	—	1,5	—	—	—	45,0	40,8	43,5	35,3	22,0	17,5
Boehmite	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—
Haematite	5,5	—	1,0	1,0	1,0	—	25,1	35,1	2,0	4,0	39,2	3,0
Goethite	5,4	7,0	6,5	6,0	6,8	1,9	23,2	14,2	45,3	47,8	21,0	53,1
Kaolinite	69,4	33,0	25,8	8,0	35,3	16,2	2,0	4,0	2,0	3,0	7,0	13,0
Chlorite	5,3	15,4	18,9	29,0	10,2	5,7	2,8	2,8	3,6	3,8	3,6	1,0
Illite	6,0	10,0	17,9	21,0	13,4	32,5	—	—	—	3,6	4,0	3,4
Quartz	5,7	30,9	22,8	28,0	28,4	40,9	1,0	0,8	1,4	1,2	1,0	1,0
Plagioclase	—	1,0	2,0	3,0	1,6	1,7	—	—	—	—	—	—
Calcite	—	—	4,1	3,0	2,0	—	—	—	—	—	—	—
Lithophorite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,9
Anatase	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4
Rutile	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,4	0,4	0,3	0,5	0,1
Total:	98,8	98,2	101,2	99,8	99,5	99,3	99,4	99,9	98,7	99,5	98,8	99,4

La successió litològica que aflora en el massís té per base els materials argiloso-guixisols del Keuper, que han aflorat com a conseqüència de processos diapirícs. En el massís predominen els materials carbonatats pertanyents a les sèries juràssica i cretàica (figura 2). Garay (1990) ofereix la successió litològica aplicable al massís:

1. Conjunt basal, integrat per margues, calcàries i gresos de la sèrie kimmerdigia-neocomià (75 m).

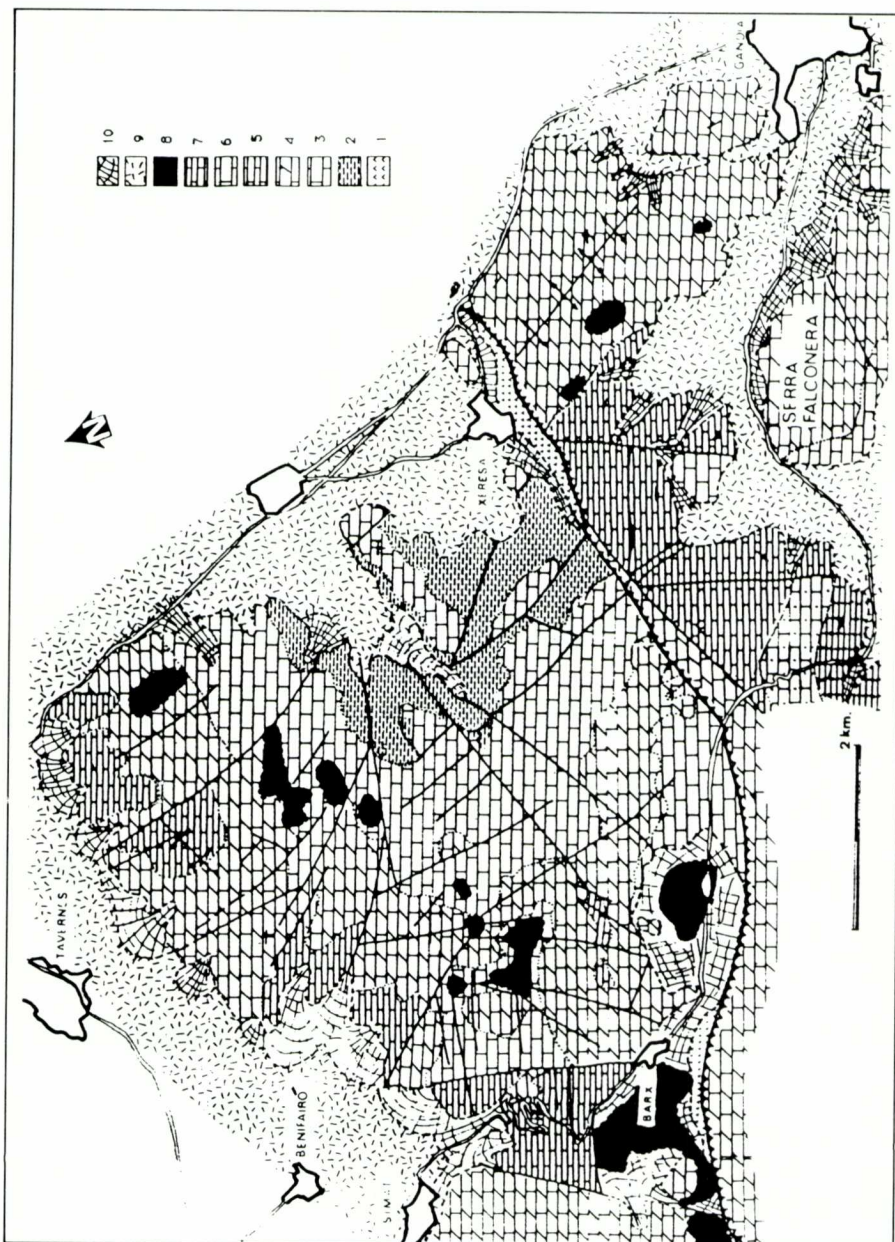


Figura 2. Esquema geològic del massís del Mondúver (GARAY, 1990; modificat). 1, Facies Keuper (Triàsic); 2, Conjunt basal (Juràssic); 3, Fm. Jaraco₁₋₄ i Fm. Creu₁; 4, Fm. Creu₂₋₃; 5, Fm. Creu₄; 6, Fm. Creu₆ (Cretaci); 8, "Terras rossas"; 9, Quaternari indiferenciat (amb predomini d'argiles roges); 10, Cons de dejecció (Quaternari).

2. Formació Jaraco (de PULIDO BOSCH, 1979), integrada per quatre trams constituïts, respectivament, per: calcarenites, biomicrites, dolomites recristal·litzades i dolomies poroses alternants amb margues (≈ 320 m).

3. Conjunt superior, en què es reconeixen els trams següents:

3.1. Dolomies (50 m).

3.2. Calcàries criptocristal·lines, eventualment amb nòduls de sílex (20-50 m).

3.3. Dolomies i dolomies calcàries (200 m).

3.4. Calcàries dolomítiques i dolomies calcàries sabuloses i amb eventuais nòduls de sílex (100 m), coronades en l'àrea de penya Roja per

3.5. Gresos calcaris rojos i grocs amb calcàries alternants (120 m).

3.6. Calcàries amb gasteròpodes i margues alternants.

Els trams 3.1 a 3.4 es corresponen amb el tram 1 de la formació Creu de Pulido Bosch (1979), el 3,5 amb el 2 i el 3, i el 3,6 amb el 4 de la mateixa formació Creu.

Aquest conjunt representa una sèrie que abraça des de l'Aptià fins al Campanià-Maestrichtià; amb el tram 5 s'iniciarien les fàcies del Garumnià i del Paleocè, que en àrees pròximes presenta una potència d'uns 200 m, amb una sèrie miocena per damunt que pot assolir 300 m, composta de margues, calcàries i conglomerats.

Per sobre de la successió litològica descrita, apareixen diferents tipus de dipòsits quaternaris, holocens i pleistocens. Entre aquests darrers, Rios *et al.* (1982) assenyalen que els dipòsits de farciment de les uales de la Drova, Barx i del barranc de la Pedrera corresponen a argiles de descalcificació, en el sentit de Fenelon (1969).

Aquesta apreciació dels dipòsits de farciment d'ovala i de poljè com a materials de descalcificació ens porta a discutir la naturalesa de la roca mare. No discutirem ací si el material pot ser anomenat amb rigor mineralògic *terra rossa*. La qüestió la plantejarem en veure si seria possible un mecanisme d'alteració de les formacions carbonatades del conjunt superior i, si és el cas, quins temps de reacció hi caldrien.

La morfologia i la dinàmica càrstiques del massís han estat objecte d'estudi detallat per Garay (1990). En conjunt, el massís drena cap a l'est i alimenta l'aquífer de la plana litoral Gandia-Dénia.

Garay (1990) distingeix amb seguretat dos períodes de carstificació que situa en l'esquema cronoclinàmic de Bonifay (1975). El primer, i més important, tindria lloc al Pliocè, i s'iniciaria en un clima càlid sense variacions; aquest seria el responsable de la morfologia en pinacles que s'observa, per exemple, al vessant nord del Penyalba i sobre l'humus de la Drova.

Aquest paleocarst es correspon amb el registrat per altres autors a la serralada Ibèrica i a les Catalànides (GUTIÉRREZ *et al*, 1979; LLOPIS i THOMAS, 1953). El segon es situaria en l'interglacial Riss-Würm, encara que suggereix o dona com a dubtós un altre període en l'interglacial Mindel-Riss; tots dos, en qualsevol cas, posteriors al desenvolupament de la xarxa de drenatge, que tindria lloc al Pleistocè Inferior-Mitjà, posteriorment al període de màxim desenvolupament de crostes i colades calcítiques.

BALANÇ GEOQUÍMIC D'ARGILES TERRA ROSSA I CALCÀRIES DEL CONJUNT SUPERIOR

Si anomenem M_{AS} el contingut en Al_2O_3 del sòl i M_{ARCE} el contingut en Al_2O_3 de la roca carbonatada meteoritzada, cal que es compleixca

$$M_{AS} \leq M_{ARCE}$$

Almenys $M_{AS} = M_{ARCE}$, i llavors,

$$1 = \frac{M_{AS}}{M_{ARCE}} = \frac{a_S(f_T S_M P_S + D S_M P_a) \rho_S}{a_{RCE} S_M h_{RCE} \rho_{RCE}}$$

$$h_{RCE} = \frac{a_S P_S}{a_{RCE} \rho_{RCE}} (f_T P_S + D P_a) \quad [A]$$

on

- S_M és la superfície projectada del massís;
- a_S , el tant per cent de Al_2O_3 al sòl;
- a_{RCE} , el tant per cent de Al_2O_3 en la roca carbonatada que es meteoritza;
- ρ_S , ρ_{RCE} són les densitats del sòl i de la roca, respectivament;
- f_T , el factor topogràfic ($1/\cos \theta$);
- θ , la inclinació topogràfica mitjana en graus;
- P_S , la potència (o gruix) del sòl;
- P_a , la potència (o gruix) de la sèrie actual (conjunt superior);
- D , el percentatge estimat de sediment en la sèrie actual.

El percentatge D depèn de la cubricació de sòls efectuada. Considerem que:

$$P_a D S_M \geq S_d P_{SD}$$

o siga

$$D \geq (S_d/S_M)(P_{SD}/P_a) \quad [B]$$

On S_d és la superfície dels farciments (per exemple, d'uvales i poljens) i P_{SD} seria una potència equivalent dels farciments o, dit d'una altra manera, un factor que ens expressaria el volum de sòls respecte al de la sèrie actual.

Utilitzant les fórmules [A] i [B] i la seua simbologia, passem tot seguit a analitzar diversos casos situats al massís del Mondúver.

Cas 1. Considerem, en primer lloc, el cas del recobriment per sòl roig. El contingut total en Al_2O_3 , M_{AS} , serà:

$$M_{AS} = V_S \rho_{SAS} = S_M f_T P_S \rho_{SAS} = S_M \times 1,41 \times 0,20 \times 2 \text{ t/m}^3 \times 0,17^*$$

Si M_{ARCE} és:

$$M_{ARCE} = H \times S_M \times \rho_{RC} \times a_{RC} = H \times S_M \times 2,6 \text{ t/m}^3 \times 0,007^{**}$$

Fent

$$M_{AS} = M_{ARCE} \Rightarrow H = 52,6 \text{ m} \quad [1]$$

És a dir, almenys caldria la meteorització de 52,6 m de calcàries.

Cas 2. Considerem tot seguit el contingut en Al_2O_3 als dipòsits argilosos de farciment del poljè de Barx. D'acord amb Garay (1990), el substrat de poljè és constituït per materials de fàcies Garum (tram 3.5 del conjunt superior) i la potència del dipòsit de farciment és de 10 m. Si S és la superfície del poljè (8 km^2) i $P_S = 10 \text{ m}$, el volum del dipòsit serà $V_{POL} = 8 \text{ km}^2 \times 10 \text{ m} \times 2 \text{ t/m}^3 \times 0,17 = 272 \times 10^5 \text{ t}$.

Suposant que aquest dipòsit s'hagués generat per la meteorització d'un determinat volum V' de calcàries (V'_{ARCE}):

$$M'_{ARCE} = V'_{ARCE} \times a_{ARCE} = V'_{ARCE} \times 2,6 \times 7 \times (1/10.000)$$

$$M'_{ARCE} = M_{APOL} = V'_{ARCE} = 14,94 \times 10^9 \text{ m}^3$$

i, per tant,

* Mitjana de cinc anàlisis de sòls efectuades.

** Valor màxim trobat en cinc anàlisis de calcàries del conjunt superior.

$$H'_{RCE} = V'_{ARCE}/S' = 373 \text{ m} \quad [2]$$

on S' és la superfície del massís meteoritzat (40 km^2).

Cas 3. Considerem el valor mínim de D en la fórmula [B] per tal d'incorporar al balanç els farciments d'uvales (és a dir, per considerar la massa de sediments argilosos en les uvales, però no els farciments de diàclasis ni les juntes d'estrats).

Siga S_M una superfície mesurada sobre el mapa del massís, $S_M = 12 \text{ km} \times 20 \text{ km}$. Suposant una superfície total d'uvales de 18 km^2 i una potència de sediment de farciment mitjana de 10 m , s'obtindria el valor corresponent de D :*

$$D \geq \frac{S_d P_{SD}}{S_M P_a} = \frac{18 \text{ km}^2 \times 10 \text{ m}}{(20 \times 12) \text{ km}^2 \times 400 \text{ m}} = 1,87 \text{ ‰}$$

És a dir, amb un valor de $D \approx 2 \text{ ‰}$ es podria expressar en la fórmula [A] la contribució dels farciments d'uvales. Si en aquesta fórmula

$$\begin{aligned} a_S &= 17 \text{ ‰} & \rho_S &= 2 & P_S &= 0,2 \\ a_{RC} &= 7 \text{ ‰} & \rho_R &= 2 & D &= 2 \text{ ‰} \end{aligned}$$

resulta que

$$h_{RCE} = 262,7 \text{ m} \quad [3]$$

Cas 4. Considerant la contribució de les argiles roges en juntes d'estratificació. En aquest cas, un valor de $D = 1 \text{ ‰}$ no sembla exagerat; d'acord amb les observacions de camp, equivaldria a 1 cm de farciment per metre de potència de calcàries en la successió observada. Assumint els mateixos valors que en [3], excepte D , que ací seria de l'1 ‰, resulta que

$$h_{RCE} = 1313,5 \text{ m} \quad [4]$$

Una valoració dels dipòsits es diàclasis, establint la freqüència de les diverses famílies de diàclasis, el seu gruix mitjà de farciment, etc., ens permetria una aproximació més bona del valor de D i un valor de h_{RCE} més elevat. Prescindirem d'aquest cas i passarem a l'anàlisi dels resultats obtinguts.

* Com a valor de P_a s'adopta la potència dels trams 3.1 a 3.5 del conjunt superior.

ANÀLISI DE RESULTATS DEL BALANÇ. SIGNIFICACIÓ TEMPORAL

Naturalment, el valor [4] sembla exagerat tenint en compte el gruix de la successió litològica que comprèn els trams 3.1 a 3.5. Tanmateix, es podria admetre que h_{RCE} tingués un valor cinc vegades menor i que la superfície del volum rocós erosionada fos cinc vegades major; en aquest cas, es tindria el mateix valor de h_{RCE} que en [3]. Ara bé, el fet de considerar una superfície erosionada sensiblement més gran equival, en termes geològics, a dir que el dipòsit és fonamentalment al·lòcton i que ocupa actualment una posició sensiblement distant del lloc de formació. D'altra banda, admetre valors de h_{RCE} superiors a 400 m (que és, si fa no fa, la potència dels trams calcaris 3.1 a 3.5 del conjunt superior) possibilita la incorporació de trams silico-aluminosos en la successió meteoritzada, circumstància que implica, o bé l'addició d'un origen detrític, o bé de processos laterítics o de tots dos, suposits que considerem que són perfectament plausibles.

Insistent encara en l'últim aspecte assenyalat, direm que el caràcter detrític implica només disposar de trams silico-aluminosos (argiles, margues, gresos argilosos) en la successió litològica, situació que es dona (n'hi ha prou de considerar materials del tram 3.6 o dipòsits paleocens o miocens aflorants en àrees immediates al massís). El caràcter laterític s'hauria de posar de manifest mitjançant dades d'índols mineralògica i geoquímica, i cal significar que els períodes lateritzants més recents, reconeguts en àrees pròximes, es remunten al Paleocè.

En les consideracions que s'acaben d'efectuar, s'ha introduït ja una referència al factor temps. Estudiarem a continuació la significació temporal que necessàriament s'ha de prendre en consideració quan s'admeten diferents valors per als volums de roca carbonatada meteoritzada.

Atenent les relacions analitzades per Schlanger, la velocitat de dissolució pot ser determinada per l'expressió $v = k (m/any) \times 10^{-5} \times R (mm)$, on k pren valors entre 4 i 6,7 i R correspon a la pluviometria en mm/any .

Considerant $k = 5$ i $R = 4 \times 10^2$ (és a dir, admetent un valor de R semblant a l'actual), resulta que la velocitat de dissolució és $20 mm/any$, i en aquestes condicions els valors de h_{RCE} calculats en [1], [2], [3] i [4] determinarien uns temps de meteorització $T = h_{RCE}/v$, que serien, respectivament, $2,5 \times 10^3$ anys, $18,5 \times 10^3$ anys, $13,2 \times 10^3$ anys i $66,0 \times 10^3$ anys; la qual cosa implica assignar una edat holocena al sòl considerat en el cas [1], mentre que en el cas [2], posat que el dipòsit de farciment de poljè estigués constituït per sòls d'alteració de roques carbonàtiques, aquests sòls serien ja pleistocens, i el període de carstificació es podria situar en l'interglacial Riss-Würm, del qual s'hi assenyalat que és d'intensa carstificació (GARAY, 1990), i que fins i tot admet la sumació del temps

corresponent a la meteorització del volum considerat en el càlcul [3]. Això no obstant, el valor [4] requeriria ja, segons l'esquema de correlació del referit autor, dos períodes de carstificació.

Per finalitzar, volem significar que no hem pretès resoldre el problema, sinó explorar unes vies, molt simples, per analitzar la gènesi d'aquests dipòsits argilosos, vies que poden donar resultats adequats quan es concreten en àrees restringides del massís, amb la introducció de valors preciosos i apropiats de sediments i roques carbonatades i amb una cubicació precisa dels volums.

Una anàlisi d'aquesta naturalesa permetria fer plausible l'origen, per la via de la meteorització de roques carbonatades, d'uns sediments argilosos, cosa que fins avui no s'ha fet, ja que aquest origen s'ha atribuït al fet que el material argilós de tipus terra rossa es troba generalment sobre substrat calcari i associat a morfologies càrstiques.

BIBLIOGRAFIA

- BARDOSSY, G. (1968). "On the theory of the origin of terra rossa and of the distribution of bauxites in the Eastern Alps and the Carpathians". *Kora Vyvetr.*, **10**, Moscou: 100-109.
- BARDOSSY, G. (1982). "Karst bauxites". *Developments in Economic Geology* Nr. **14**, Elsevier, Amsterdam. 440 p.
- BATES, R. & JACKSON, J. (1987). *Glossary of Geology*, Alexandria, Virginia, 788 p.
- BREVER, R. (1964). *Fabric and mineral analysis of soils*. J. Wiley, 625 p.
- DIXON, C. J. (1979). *Atlas of economic mineral deposits*. Cornell Univ. Press, 139 p.
- DOLFUSS (1904). "Observations à la note de F. Laur". *Bull. Soc. Geol. France*, París, **4**, 171 p.
- FAO (1968). Definitions of soil units for the Soil Map of the World". *World Soil Resources Reports*, **33**, FAO, UNESCO, Roma.
- FENELON, P. (1967). "Phénomènes karstiques". *Mem. et Doc.*, **4**, 392 p.
- GARAY, P. (1990). "Evolución geomorfológica de un karst mediterráneo. El macizo de Mondúver". *Cuadernos Valencianos de Karstología*, **1**.
- GUERRA, A. (1972). *Los suelos rojos en España*. Publicaciones del Dpto. de Suelos del Instituto de Edafología y Biología Vegetal, CSIC, Madrid, 253 p.
- HARROSSOWITZ, H. (1926). "Laterit. Material und Versuch erdgerschichtlicher Auswertung". *Fortschr. Geol. Palaönt.*, n. **4**, H. 14.
- HUGUET DEL VILLAR, E. (1929). *Geobotánica*. Ed. Labor, Barcelona, 225 p.
- HUGUET DEL VILLAR, E. (1937). *Suelos de la península luso-ibérica*. Londres, 525 p.
- LAPPARENT, J. (1930). "Les bauxites de la France Meridional". *Mem. Carte Geol. France*, París: 1-187.

- LLOPIS, N. & THOMAS, J. M. (1957). "Estudio hidrogeológico de la vertiente meridional de Monserrat (prov. de Barcelona)". *Speleon IV*, **3-4**: 121-191.
- MARIC, L. (1964). "Terra rossa dans le karst de Yougoslavie. Predavanja Održana u Jugoslovenskoj", *Akademiji Znanosti i Umjenosti*, **32**: 5-58.
- MARIC, L. (1968). "Nostrandite et gibbsite dans le terra rossa du karst des Dinarides". *Geol Vjesnik, Zagreb*, **21**: 281-292.
- PULIDO BOSCH, A. (1979). "Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental (Valencia y Alicante)". *Mem. del IGME*, t. 95, Madrid.
- PETTIGOHN, F. J. (1975). *Sedimentary rocks*. Harper & Row Pub. 628 p.
- RIOS, L. M. *et al.* (1982). *Mapa Geológico de España E: 1/50.000*. Hoja N° 770 (Alcira). IGME, Madrid.
- SORIANO, A. (1988). Estudio de los luvisoles desarrollados sobre materiales calizos en la provincia de Valencia. Tesis doctoral. Universitat de València, 545 pp.
- TUCAN, F. (1912). "Terra rossa deren Natur und Entstehung". *Neues Jahrb. Mineral Beil.*, **34**: 401-430.
- WALL, J.; WOLFEDEN, E.; BEARD, E. H. & DEANS, T. (1962). "Nordstrandite in soils from West Sarwak, Borneo". *Nature*, **4851**: 264-266.
- WALL, J.; WOLFEDEN, E.; BEARD, E. H. & DEANS, T. (1969). "Relations genétiques entre terra rossa et bauxites dans le karst des Dinarides en Yougoslavie". *Bull. Museum Hist. Nat.*, 2^e serie, **41**: 770-777, París.
- WEINMANN, B. (1964). "Die Böden der Insel Keffalina Giessener Abhandl". *Agrar. Wirtsch. Forsch.*, **29**, 213 p.
- WEISSE, G. (1948). "Les bauxites de l'Europe Central". *Mem. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, **58** (9): 1-62.
- WEISSE, G. (1964). "Bauxite lateritique et bauxite karstique". *Symp. Bauxites, Oxydes et Hydroxides d'Aluminium*, Zagreb, 7-29.
- ZANS, V. A. (1952). "Bauxite resources of Jamaica and their development". *Colonial Geol. Min. Res.*, **4**: 307-333.
- ZANS, V. A. (1954). "Bauxite resources of Jamaica and their development". *Geological Survey Dpt. of Jamaica*, Pub. 12.